

ВОЗРАСТНЫЕ И Lu-Hf-ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОДЕЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО И БУЛДЫМСКОГО КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

© 2018 г. И. Л. Недосекова

На основе исследований Lu-Hf изотопной системы цирконов проведена оценка возраста и состава модельных источников карбонатитовых комплексов Урала (Ильмено-Вишневогорского миаскит-карбонатитового (ИВК) и Булдымского карбонатит-ультрабазитового). Установлено, что субстрат плавления Булдымского комплекса отличается от субстрата магм ИВК возрастом и изотопным составом (долей деплетированного и обогащенного материала в мантийном субстрате). Для миаскит-карбонатитового комплекса (ИВК) модельный возраст субстрата по одностадийной модели, предполагающей генерацию магм из деплетированной мантии, $T_{DM} = 600\text{--}900$ млн лет, а для Булдымского ультрабазит-карбонатитового комплекса модельный возраст субстрата $T_{DM} = 900\text{--}1000$ млн лет. По двухстадийной модели, предполагающей коровый источник магмогенерации (T_{DMC}), также устанавливается разница в возрастах субстрата: $T_{DMC} = 900\text{--}1250$ млн лет – ИВК миаскит-карбонатитовый комплекс, $T_{DMC} = 1300\text{--}1490$ млн лет – Булдымский комплекс.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования изотопных систем широко используются в геохимии для установления источников вещества породных комплексов. Относительная стабильность Hf-изотопии в цирконе позволяет использовать изотопы гафния для решения вопросов происхождения и изотопной эволюции различных пород [Patchett et al., 1981; Schärer et al., 1997; Amelin et al., 1999]. Использование Lu-Hf изотопной системы цирконов как наиболее стабильной и информативной позволяет оценить источники и возраст субстрата плавления, а также установить этапы магмогенерации и эволюции исследуемых породных комплексов.

Нами получены Lu-Hf изотопные данные для щелочных карбонатитовых комплексов Среднего Урала – Ильмено-Вишневогорского миаскит-карбонатитового (ИВК) и Булдымского карбонатит-ультрабазитового, установлен возраст щелочно-го и карбонатитового магматизма [Краснобаев и др., 2010а, б; 2014, 2015; Недосекова, 2012; Недосекова, Беляцкий, 2012], а также источники вещества этих карбонатитовых комплексов [Недосекова и др., 2009; Недосекова и др., 2010; Nedosekova et al., 2013]. В этой работе проведена оценка возраста и состава модельных источников исследованных карбонатитовых комплексов, что позволило предложить две модели магмагенерации и установить возрастные этапы эволюции карбонатитовых комплексов Урала.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОБРАЗЦЫ

Ильмено-Вишневогорский карбонатит-миаскитовый и Булдымский карбонатит-ультрабазитовый комплексы находятся на Среднем Урале, в Сысертско-Ильменогорском антиклинории, представляющем собой блок докембрийских (PR_{1-2}) пород, залегающий среди уральских палеозойских палеоокеанических комплексов [Пучков, 2010]. Многочисленные пластовые и дайковые тела миаскитов, сиенитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов ильмено-вишневогорского комплекса внедрены в субмеридиональную тектоническую зону протяженностью более 100 км в осевой части антиклинории, а в замках Ильменогорской антиклинали залегают два крупных интрузивных массива миаскитов – Вишневогорский (в северном замке антиклинали) и Ильменогорский (в южном замке антиклинали). Пластовые, линзовидные, дайковые и жильные тела карбонатитов с редкометалльной минерализацией (севиты I и севиты II) широко развиты в апикальной части Вишневогорского массива, а также встречаются в его корневой части и экзоконтактовом фенитовом ореоле Вишневогорского и Ильменогорского интрузивов [Левин и др., 1997; Недосекова и др., 2009; Nedosekova et al., 2013].

Булдымский карбонатит-ультрабазитовый комплекс представлен Булдымским, Спирихинским, Халдихинским и другими массивами ультрабазитов, залегающими в докембрийских породах вишневогорской и ильменогорской свит (PR_1), в обрамлении Вишневогорского и Ильменогорского

миаскитовых интрузивов. Карбонатиты (доломит-кальцитовые севиты III и бифорситы) в массивах ультрабазитов образуют жильные тела протяженностью в сотни метров, сопровождающиеся мощными зонами карбонат-флогопит-рихтеритовых, флогопит-рихтеритовых и флогопитовых метасоматитов с редкометалльно-редкоземельной минерализацией [Левин и др., 1997; Недосекова, 2007].

Возраст формирования миаскитов и карбонатитов ИВК по данным Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd геохронологии составляет 440–390 млн лет [Кононова и др., 1979; Крамм и др., 1993; Kramm et al., 1993; Краснобаев и др., 2010а, б; 2014; Недосекова, 2012; Недосекова, Беляцкий, 2012; Недосекова и др., 2014], что свидетельствует о многостадийном магмообразовании на этапе палеозойской активизации. Кроме того, во всех породах комплекса U-Pb и Rb-Sr методами датируются более поздние процессы щелочного метасоматоза и пегматитообразования, связанные с герцинской орогенцией (360–320 млн лет) и последующим постколлизийным растяжением (260–240 млн лет) [Крамм и др., 1993; Краснобаев и др., 2010а, б; Недосекова, 2012].

Массивы Булдымского карбонатит-ультрабазитового комплекса согласно легенде гос. геологической карты [Петров и др., 2010] относятся к байкскому комплексу ультрабазитов протерозойского возраста (PR). U-Pb-SHRIMP-датированием цирконов Булдымского массива установлен нижнесилурийский (432.0 ± 1.5) возраст их образования, а также более молодые возрастные кластеры, интерпретированные как возраст преобразований, продолжающихся до среднего девона включительно (D_2) [Краснобаев и др., 2015]. Так же, как в Ильмено-вишневогорском комплексе, в породах Булдымского массива установлены цирконы пермского возраста (275–263 млн лет) [Краснобаев и др., 2015] и 268 ± 6 [Недосекова и др., 2016], формирование которых связано с позднеколлизийным этапом уральской орогенции.

Состав изотопов Hf определен для цирконов ИВК – из миаскитов (обр. И-15, с-з миаскиты, Ильменогорский массив; обр. В-12, пегматоидные миаскиты, Вишневогорский массив, обр. И-20, пегматоидный миаскит, Ильменогорский массив), из миаскит-пегматитов (обр. Krv-5, обр. Vnp, Вишневогорский массив), из карбонатитов (обр. 354, севит I, Вишневогорский массив); для цирконов Булдымского комплекса – из бифорситов (обр. К-103).

Детальное описание образцов, химические и микропримесные составы пород приведены в работах [Прибавкин, Недосекова, 2006; Недосекова, 2007, 2012; Недосекова и др., 2009, 2016].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования Lu-Hf-изотопных составов цирконов ИВК и Булдымского карбонатитовых ком-

плексов методом лазерной абляции в совокупности с масс-спектрометрией с ионизацией в индуктивно связанной плазме были проведены в Национальном Центре CCFS-GEMOC, Университет Маккуори, г. Сидней, Австралия. Для изотопного анализа Hf был использован ультрафиолетовый лазер UP213 New Wave / Merchantek в комплекте с мультиколлекторным MC-ICP MS Nu-Plasma. Для U-Pb-датирования и определения концентрации редких элементов в цирконе применялся ультрафиолетовый лазер UP266 New Wave / Merchantek в комплекте с Agilent 7000 ICP MS. Анализы были выполнены с диаметром пучка 30–50 мкм. Время абляции – 100–120 с, глубина кратера – 40–60 мкм. Ошибка определения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношения составляет ± 0.00002 (2σ), что эквивалентно ± 0.7 εHf. Детально методика определения изотопов Hf описана ранее [Griffin et al., 2000].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследования Lu-Hf-изотопного состава цирконов ИВК и Булдымского комплекса приведены в табл. 1 и на рис. 1.

Цирконы миаскитов ИВК имеют широкий диапазон изотопных составов гафния, который значительно меняется от образца к образцу (εHf от –0.9 до +11.8) (см. табл. 1). Ранние популяции цирконов (Zr1, Zr2) (с U-Pb индивидуальным возрастом зерен 446–384 млн лет) показывают от умеренно радиогенных до радиогенных изотопных составов Hf (εHf от +3.1 до +10.7). Поздние цирконы (Zr3, Zr4) (с U-Pb возрастом 222–314 млн лет) из пегматоидных миаскитов имеют менее радиогенный изотопный состав Hf со средним значением εHf +3.3 (обр. И-20, n = 4) и +3.7 (обр. V12, n = 6); в цирконах миаскит-пегматитов среднее значение εHf +1.6 (обр. KRV5, n = 4); в цирконе из гидротермально измененного миаскит-пегматита еще менее радиогенный Hf (среднее значение εHf +0.6, n = 3, обр. Vnp).

Изученные цирконы карбонатитов ИВК также имеют радиогенный и умеренно радиогенный изотопный состав Hf с меньшими вариациями εHf от +1.7 до +11.4 по сравнению с миаскитовым цирконом (см. табл. 1). Ранние популяции циркона (Zr I), формирующиеся на ранней карбонатитовой стадии (с U-Pb индивидуальным возрастом зерен 424–404 млн лет) [Недосекова и др., 2015], показали вариации εHf от +4.7 до +11.4 (в среднем εHf +6.9). Популяция цирконов II (Zr II) (с возрастом 423–390 млн лет), кристаллизующихся на более поздних стадиях эволюции щелочно-карбонатитового расплава [Недосекова и др., 2016], имеет близкий, но менее радиогенный изотопный состав Hf (εHf от +1.7 до +8.0; среднее значение +5.9).

Поздние генерации циркона (Zr III, с U-Pb возрастом 254–347 млн лет), образующие каймы и об-

Таблица 1. Lu-Nf изотопные данные для цирконов из миаскитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов ИВК

№	Популяции циркона	Точки анализа	Nf ¹⁷⁶ /Nf ¹⁷⁷	1σ	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Nf	Уб ¹⁷⁶ /Nf ¹⁷⁷	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-age, млн лет	¹⁷⁶ Nf/ ¹⁷⁷ Nf (Т)	εNf(Т)	1σ	T _{DM5} ⁴ Ga	T _{DM5} ⁵ Ga
Ильмено-Вишневогорский карбонатит-миаскитовый комплекс												
Обр И-15, миаскит, Ильменогорский массив												
1	Zr 2	15-01*	0.282662	0.000017	0.00024	0.00833	410	0.282660	4.7	0.6	0.82	1.03
2	Zr 2	15-03C*	0.282856	0.000020	0.00161	0.05663	384	0.282844	10.7	0.8	0.57	0.66
3	Zr 3	15-03R*	0.282754	0.000020	0.00090	0.03531	250	0.282750	4.3	0.7	0.70	0.92
		Среднее							6.6		0.70	0.87
Обр И-20, пегматоидный миаскит, Ильменогорский массив												
4	Zr 1	I-20-01*	0.282719	0.000016	0.00079	0.03391	446	0.282712	3.1	0.6	0.75	1.00
5	Zr 3	I-20-04*	0.282702	0.000020	0.00054	0.02043	250	0.282699	2.5	0.7	0.77	1.03
6	Zr 3	I-20-05*	0.282682	0.000016	0.00050	0.02251	250	0.282680	1.8	0.6	0.80	1.07
7	Zr 3	I-20-06*	0.282653	0.000017	0.00069	0.03248	250	0.282650	0.8	0.6	0.84	1.13
		Среднее							3.3		0.79	1.06
Обр V12, пегматоидный миаскит, Вишневогорский массив												
8	Zr 1	V12-04	0.282654	0.000012	0.00007	0.00254	439	0.282653	5.1	0.4	0.83	1.03
9	Zr 3	V12-03C	0.282610	0.000012	0.00009	0.00325	377	0.282609	2.2	0.4	0.89	1.15
10	Zr 3	V12-14	0.282932	0.000018	0.00184	0.07881	314	0.282921	11.8	0.6	0.46	0.53
11	Zr 4	V12-11	0.282610	0.000018	0.00013	0.00466	291	0.282609	0.3	0.6	0.89	1.20
12	Zr 4	V12-11r	0.282662	0.000014	0.00018	0.00694	277	0.282661	1.8	0.5	0.82	1.10
13	Zr 3	V12-18	0.282681	0.000019	0.00011	0.00398	222	0.282681	1.2	0.7	0.79	1.08
		Среднее							3.7		0.78	1.0
Обр KRV5, миаскит-пегматит, Вишневогорский массив												
14	Zr 1	KRV5-3R	0.282614	0.000012	0.00030	0.00969	455	0.282611	4.0	0.4	0.89	1.11
15	Zr 4	KRV5-4	0.282622	0.000011	0.00035	0.01382	368	0.282620	2.3	0.4	0.88	1.14
16	Zr 4	KRV5-1	0.282617	0.000010	0.00004	0.00160	280	0.282617	0.6	0.4	0.88	1.20
17	Zr 4	KRV5-2C	0.282632	0.000009	0.00004	0.00138	250	0.282632	0.5	0.3	0.86	1.25
		Среднее							1.8		0.88	1.17
Обр Vnp, гидротермально измененный миаскит-пегматит, Вишневогорский массив												
18	Zr 4	Vnp-01A	0.282633	0.000008	0.00004	0.00163	268	0.282633	0.6	0.3	0.86	1.16
19	Zr 4	Vnp-01B	0.282668	0.000015	0.00003	0.00132	250	0.282668	1.4	0.5	0.81	1.10
20	Zr 4	Vnp-02	0.282623	0.000007	0.00003	0.00114	250	0.282623	-0.2	0.2	0.87	1.19
		Среднее							0.6		0.85	1.15

Таблица 1. Окончание

№	Популяции циркона	Точки анализа	Hf ¹⁷⁶ /Hf ¹⁷⁷	1σ	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	Yb ¹⁷⁶ /Hf ¹⁷⁷	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-age, млн лет	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf (Т)	εHf(Т)	1σ	T _{DMC} , Ga	T _{DMC} , Ga
Обр. 354, сеvit I, Вишневогорский массив, корневая часть												
15	Zr I	354-01c	0.282858	0.000019	0.002129	0.102694	422	0.282841	11.4	0.7	0.58	0.65
16	Zr I	354-04c ₁	0.282731	0.000013	0.001145	0.054121	424	0.282722	7.2	0.5	0.74	0.90
17	Zr I	354-02	0.282726	0.000022	0.001098	0.052892	417	0.282717	6.9	0.8	0.75	0.91
18	Zr I	354-24	0.282715	0.000011	0.000562	0.025191	410	0.282711	6.5	0.4	0.75	0.93
19	Zr I	354-32	0.282664	0.000014	0.000306	0.014146	409	0.282662	4.7	0.5	0.82	1.03
20	Zr I	354-28	0.282679	0.000016	0.002028	0.088471	404	0.282664	4.7	0.6	0.84	1.03
21	Zr I	354-06c	0.282729	0.000019	0.000805	0.032308	417	0.282723	7.1	0.7	0.74	0.90
		Среднее							6.9		0.75	0.91
22	Zr II	354-13c	0.282745	0.000014	0.000055	0.002332	423	0.282745	8.0	0.5	0.70	0.85
23	Zr II	354-01r	0.282760	0.000017	0.001042	0.047394	391	0.282752	7.5	0.6	0.70	0.85
24	Zr II	354-27	0.282743	0.000018	0.001963	0.086287	411	0.282728	7.1	0.6	0.74	0.89
25	Zr II	354-13r	0.282719	0.000023	0.000126	0.005426	404	0.282718	6.6	0.8	0.74	0.91
26	Zr II	354-09r	0.282665	0.000015	0.000056	0.002238	391	0.282665	4.5	0.5	0.81	1.03
27	Zr II	354-06r ₂	0.282591	0.000013	0.000271	0.010854	390	0.282589	1.7	0.5	0.92	1.19
		Среднее							5.9		0.77	0.95
28	Zr III	354-22r	0.282777	0.000016	0.000117	0.005017	282	0.282776	6.0	0.6	0.66	0.85
29	Zr III	354-05r	0.282782	0.000010	0.000033	0.001361	276	0.282782	6.0	0.4	0.65	0.85
30	Zr III	354-05r ₂	0.282763	0.000023	0.000056	0.002302	276	0.282763	5.3	0.8	0.68	0.88
31	Zr III	354-22	0.282650	0.000015	0.000112	0.005070	328	0.282649	2.5	0.5	0.83	1.10
32	Zr III	354-20r	0.282584	0.000013	0.000106	0.004374	347	0.282583	0.6	0.5	0.92	1.22
		Среднее							4.1		0.75	0.98
Булдымский карбонатит-ультраабазитовый комплекс												
Обр. К-103, бeфoрeит, Булдымский массив												
41	Zr III	K103-11	0.282522	0.000014	0.000496	0.021236	278	0.282520	-3.0	0.5	1.02	1.49
42	Zr III	K103-10	0.282589	0.000011	0.000282	0.011842	273	0.282588	-0.6	0.4	0.92	1.34
43	Zr III	K103-02	0.282593	0.000018	0.000488	0.021415	272	0.282591	-0.5	0.6	0.92	1.33
44	Zr III	K103-03	0.282587	0.000020	0.000251	0.010437	269	0.282586	-0.7	0.7	0.92	1.34
45	Zr III	K103-13	0.282589	0.000022	0.000371	0.015979	269	0.282587	-0.7	0.8	0.92	1.34
46	Zr III	K103-12	0.282601	0.000012	0.000438	0.017811	268	0.282599	-0.2	0.4	0.91	1.31
47	Zr III	K103-15	0.282557	0.000015	0.000353	0.014215	261	0.282555	-1.8	0.5	0.97	1.41
		Среднее							-1.1		0.94	1.36

*Нeдocкoвa и др., 2016].
 Пpимeчaниe. Пoгpeшнocти знaчeний для ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf oтнoшeния ± 0.00002(2σ), чтo эквивaлeнтнo ± 0.7 εHf, oснoвaнo нa cтaндapтe циркoнa № 91500. Для вычислeния пepвичных oтнoшeний изoтoпoв Hf и εHf пpиняты xapaктepиcтикa изoтoпoв для xондpитoв пo [Scheper et al., 2001]. T_{DMC} – мoдeльный вoзpaст иcтoчникa, oснoвaнный нa выплaвлeнии мaгм-мaзы из дeплeтpиpoвaннoй мaнтии (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.038), T_{DMC} – мoдeльный вoзpaст иcтoчникa пo двyx cтaдийнoй мoдeли, oснoвaннoй нa выплaвлeнии мaгм из cpeднeй кoнтинeнтaльнoй кopы (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.015), кoтopая былa paнee oбpaзoвaнa из дeплeтpиpoвaннoй мaнтии.

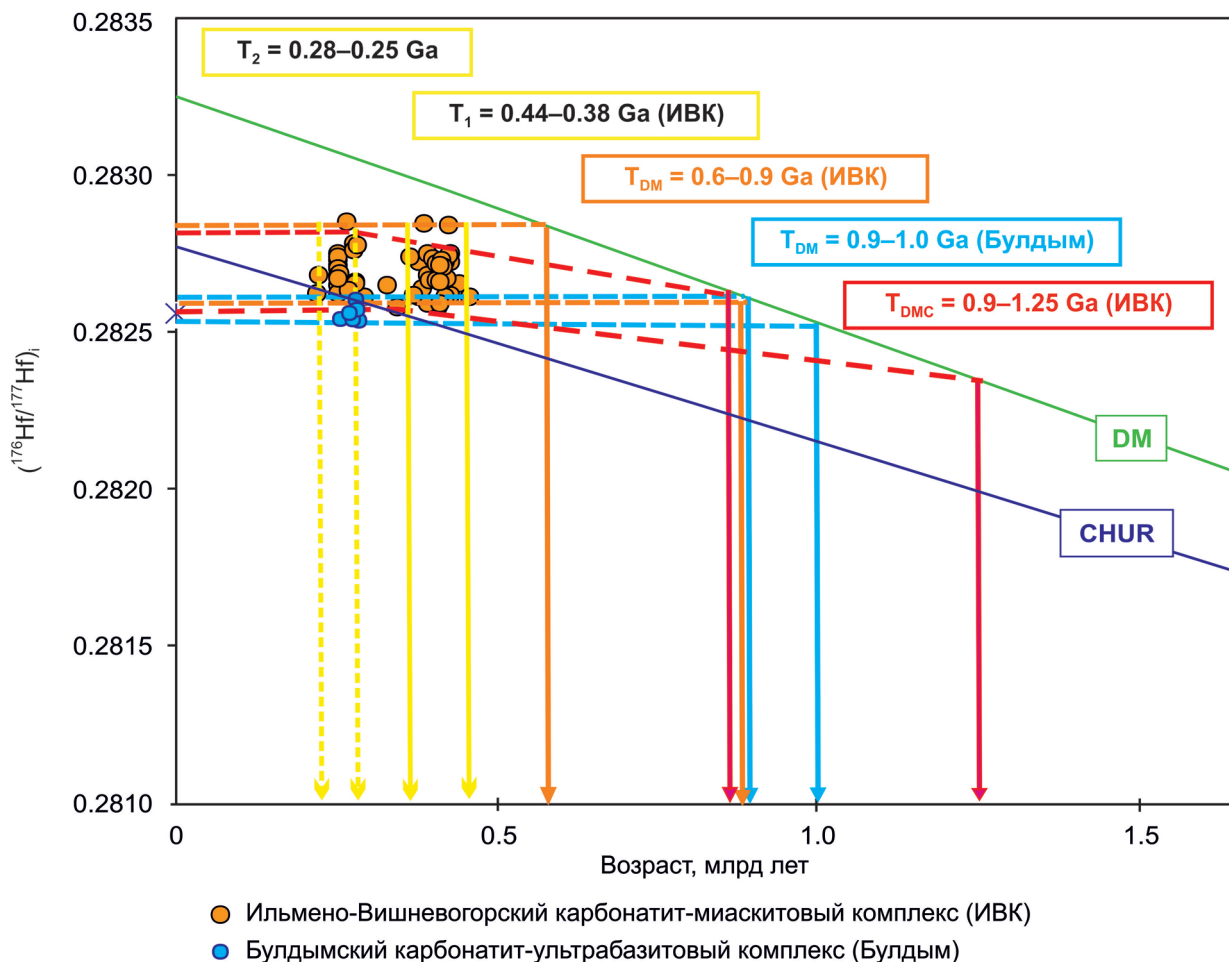


Рис. 1. Время формирования модельных источников, этапы магмогенерации и эволюции редкометалльных карбонатитовых комплексов Урала (на основе Lu-Hf-изотопии).

Мантийные резервуары: DM (деплементированная мантия) и CHUR (хондритовый резервуар).

T_{DM} – время формирования субстрата из деплементированной мантии, T_{DMC} – время формирования субстрата по двустадийной модели магмогенерации из корового источника, T_1 – время генерации щелочно-карбонатитовых магм и редкометалльного (Nb-Zr-REE) рудообразования на палеозойском этапе активизации, T_2 – метаморфические преобразования пород и руд карбонатитовых комплексов на этапе уральской коллизии.

растания на ранних генерациях, а также самостоятельные кристаллы в пегматоидных разностях миаскитов, миаскит-пегматитах, а также в поздних карбонатитах, показывают ϵ_{Hf} от +0.6 до +6.0 (среднее +4.1) и демонстрируют незначительное снижение ϵ_{Hf} относительно цирконов ранних генераций (I и II). Однако начальные отношения изотопов Hf ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i в ранних (Zr I, Zr II) и поздних (Zr III) генерациях цирконов близки и практически соответствуют трендам радиогенных потерь Pb. Это свидетельствует в пользу того, что поздние генерации были сформированы при рекристаллизации раннего циркона без существенного привноса редких элементов (в частности REE и Hf) на коллизийном этапе (~ 280–250 млн лет) становления ИВК.

Таким образом, Hf изотопные данные, полученные для цирконов ИВК, показывают явный ювенильный компонент и свидетельствуют о том, что

субстратом плавления для магм ИВК был деплементированный источник вещества. При этом значительные вариации ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i в этих цирконах, а также снижение соотношения ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i от ранних (I) к поздним (II) карбонатитовым цирконам, формирующимся на различных стадиях эволюции щелочно-карбонатитовой магмы (см. табл. 1), свидетельствует о многостадийном процессе их формирования с участием новых порций расплавов с различным изотопным составом, вероятно, образующихся при смешении в источнике плавления, и предполагают существование смешения с менее радиогенным, возможным коровым компонентом.

Цирконы доломитовых карбонатитов (бефорситов) Булдымского карбонатит-ультрабазитового комплекса (с U-Pb возрастом 278–261 млн лет) [Недосекова и др., 2014] имеют первичные отношения изотопов Hf ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)₂₇₀ = 0.282525–0.282591,

$\epsilon\text{Hf} = -0.2 \dots -3.0$), близкие хондритовым, отличаясь от цирконов Ильмено-Вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса более низкими значениями, что свидетельствует об участии различных источников в их формировании.

Для оценки возраста протолита исследованных комплексов были вычислены Lu-Hf модельные возраста T_{DM} и T_{DMC} . Для вычисления модельного возраста T_{DM} , основанного на выплавлении пород из деплетированной мантии, мы приняли модель с $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 0.279718$ в 4.56 млрд лет и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$, которая производит современные значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$, близкие средним значениям MORB. Так как вычисление T_{DM} может дать только минимальный возраст для источника магмы, из которой кристаллизовался циркон, был вычислен также двухстадийный модельный возраст T_{DMC} , который предполагает выплавление родительской магмы из средней континентальной коры, ранее образованной из деплетированной мантии ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$; Geochemical Earth Reference Model database, <http://www.earthref.org>). Результаты расчетов Lu-Hf модельных возрастов T_{DM} и T_{DMC} приведены в табл. 1 и на рис. 1.

Следует отметить, что все популяции цирконов из карбонатитов ИВК (Zr I, Zr II, Zr III) имеют близкие значения Lu-Hf модельных возрастов, т. е. T_{DM} 0.58–0.84, 0.70–0.92, 0.65–0.92 млрд лет соответственно; при этом среднее для каждой популяции цирконов практически одинаково – 0.75, 0.77, 0.75 млрд лет соответственно. Цирконы миаскитов ИВК демонстрируют аналогичные вариации значений T_{DM} (0.57–0.82 Ga, среднее 0.7 Ga). При этом более древний возраст протолита по сравнению с миаскитами имеют пегматоидные миаскиты (T_{DM} 0.77 и 0.78 млрд лет) и миаскит-пегматиты (T_{DM} 0.88 и 0.85 млрд лет), что подразумевает вклад более древнего источника позднепротерозойского возраста.

В соответствии с двухэтапной эволюционной моделью изотопного состава Hf, предполагающей выплавление материнской магмы из континентальной коры, ранее образовавшейся из обедненной мантии, средний возраст протолита карбонатитов ИВК T_{DMC} 0.91, 0.95 и 0.98 млрд лет, соответственно для популяций циркона I, II, III, также соответствует позднепротерозойскому времени (Rf_3). В то же время цирконы миаскитов демонстрируют более широкие вариации аналогичных значений (от 0.53 до 1.25 млрд лет), что позволяет предположить вклад более древнего корового протолита, генерируемого в позднем протерозое (Rf_{1-3}).

Расчет Lu-Hf модельных возрастов относительно деплетированного мантийного резервуара дает оценку возраста субстрата Булдымского комплекса: по одностадийной модели – 0.91–1.02 млрд лет, по двустадийной модели – T_{DMC} 1.30–1.49 млрд лет. Таким образом, протолит Булдымского ультрабазит-

карбонатитового комплекса отличается от субстрата магм ИВК миаскит-карбонатитового комплекса как возрастом (T_{DM} 0.9–1.0 и 0.6–0.9 млрд лет соответственно), так и изотопным составом, отражающим долю деплетированного и обогащенного материала в мантийном источнике ($\epsilon\text{Hf} = -0.2 \dots -3.0$ – Булдымский комплекс и ϵHf от -0.2 до $+11.8$ – ИВК).

Эти данные позволяют обсуждать две модели магмогенерации ИВК и Булдымского комплекса: 1) одновременное формирование субстрата Булдымского (1000–900 млн лет назад) и ИВК (900–600 млн лет назад) комплексов из различающихся изотопным составом мантийных источников, при этом являющимися исходно обедненным мантийным веществом (DM); 2) синхронное образование субстрата ИВК ($T_{\text{DMC}} = 900$ –1250 млн лет) и Булдымского ($T_{\text{DM}} = 900$ –1000 млн лет, $T_{\text{DMC}} = 1300$ –1490 млн лет) комплексов, предполагающее участие как мантийных, так и коровых источников вещества, что может быть связано с одновременной магмогенерацией на различных глубинах. Необходимо отметить, что время формирования субстрата Булдымского комплекса соответствует рифейским эпизодам континентального рифтогенеза (1450, 1385–1350 млн лет – машакское событие), фиксируемым в рифейских породах Башкирского антиклинория излияниями щелочных базальтов и рифтогенным магматизмом [Пучков, 2010].

ВЫВОДЫ

В результате исследований Lu-Hf изотопных систем цирконов Ильмено-Вишневогорского и Булдымского карбонатитовых комплексов Урала установлено, что Булдымский ультрабазит-карбонатитовый комплекс имеет умеренно деплетированный характер субстрата плавления, отличающийся от субстрата магм ИВК миаскит-карбонатитового комплекса возрастом и изотопным составом (долей деплетированного и обогащенного материала в мантийном субстрате) (см. рис. 1). Так, для миаскит-карбонатитового комплекса (ИВК) модельный возраст субстрата, рассчитанный по одностадийной модели, предполагающей генерацию магм из деплетированной мантии, $T_{\text{DM}} = 600$ –900 млн лет, а для Булдымского ультрабазит-карбонатитового комплекса модельный возраст субстрата $T_{\text{DM}} = 900$ –1000 млн лет. Расчет модельного возраста субстрата по двухстадийной модели, предполагающей коровый источник магмогенерации (T_{DMC}), также показывает разницу в возрастах субстрата этих комплексов ($T_{\text{DMC}} = 900$ –1250 млн лет – ИВК миаскит-карбонатитовый комплекс, $T_{\text{DMC}} = 1300$ –1490 млн лет – Булдымский комплекс). При этом необходимо отметить, что модельные возраста субстрата ИВК T_{DMC} (900–1250 млн лет) и T_{DM} Булдымского комплекса (900–1000 млн лет) практически совпадают.

Автор выражает глубокую признательность Е.А. Белоусовой и всем сотрудникам Национального Центра CCFS-GEMOS, Университета Макуори, г. Сидней, Австралия за сотрудничество, помощь и возможность проведения этих исследований.

Работа выполнена по проекту РФФИ № 17-05-00154.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода и стронция Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов // Геохимия. 1979. № 12. С. 1784–1795.
- Крамм У., Чернышев И.В., Грауэрт Б., Кононова В.А., Брёкер В. Типология и U-Pb систематика цирконов: изучение цирконов в нефелиновых сиенитах Ильменских гор, Урал // Петрология. 1993. Т. 1, № 5. С. 536–549.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Немов А.Б., Бушарина С.В. Цирконология пегматитов Ильменских гор // Докл. РАН. 2014. Т. 457, № 4. С. 455.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Русин А.И., Бушарина С.В., Медведева Е.В. Цирконология гипербазитов Булдымского массива (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Южный Урал) // Докл. РАН. 2015. Т. 461, № 1. С. 63–69.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н., Медведева Е.В. Цирконология амфиболовых миаскитов Ильменского массива (Южный Урал) // Докл. РАН. 2010а. Т. 430, № 2. С. 227–231.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Вализер П.М., Бушарина С.В. Цирконология кальцитовых карбонатитов Вишневогорского Массива (Южный Урал) // Докл. РАН. 2010б. Т. 431, № 3. С. 1–4.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
- Недосекова И.Л. Новые данные по карбонатитам Ильмено-Вишневогорского комплекса (Ю. Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 2. С. 146–164.
- Недосекова И.Л. Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): геохимические и Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопные данные // Литосфера. 2012. № 5. С. 77–95.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Беляцкий Б.В. U-Pb возраст и Lu-Hf изотопные системы цирконов Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса, Южный Урал // Литосфера. 2014. № 5. С. 19–32.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Беляцкий Б.В. Изотопный состав гафния и редкие элементы как идентификаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Урал, Россия) // Докл. РАН. 2015. Т. 461, № 5 С. 569–574.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В. Источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса по данным Lu-Hf-изотопии в цирконах // Докл. РАН. 2010. Т. 435, № 2. С. 234–239.
- Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В. Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf данные // Докл. РАН. 2012. Т. 446, № 1. С. 71–76.
- Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А. Редкие элементы и изотопный состав гафния как индикаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Урал, Россия) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1135–1154.
- Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51, № 2. С. 157–181.
- Петров Г.А., Жиганов А.А., Стефановский В.В., Шалагинов В.В., Петрова Т.А., Овчинников Р.А., Геррман Т.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. 3-е поколение. Уральская серия. Л. О-41 (Екатеринбург). Объяснительная записка / гл. науч. ред. А.В. Жданов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
- Прибавкин С.В., Недосекова И.Л. Источники вещества карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса по данным изотопии Sr, Nd в карбонатах // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 3. С. 385–388.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Amelin Y., Lee D.C., Halliday A.N., Pidgeon R.T. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // Nature. 1999. No. 399 (6733). P. 252–255.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.E., van Acherbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LA-MC-ICP MS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 133–147.
- Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert B., Kononova V.A., Bröcker W. Zircon typology and U-Pb systematics: a case study of zircons from nefeline syenite of the Il'meny Mountains, Urals // Petrology. 1993. V. 1, no. 5. P. 536–549.
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V., Belyatsky B.V., Baynova T.B. Origin and evolution of the Il'meny-Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-elements compositions, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf isotope data // Mineral. Petrol. 2013. V. 107. P. 101–123.
- Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. No. 78. P. 279–297.
- Schärer U., Corfu F., Demaiffe D. U-Pb and Lu-Hf isotopes in baddeleyite and zircon megacrysts from the Mbuji-Mayi kimberlite: constraints on the subcontinental mantle // Chem. Geol. 1997. No. 143 (1–2). P. 1–16.
- Scherer E., Münker C., Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock // Science. 2001. No. 293. P. 683–687.